

УДК 550.34.01

## ОЧАГОВЫЕ СПЕКТРАЛЬНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ ДИАПАЗОНА $M_w = 3-6$ ПО ДАННЫМ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

© 2017 А.А. Гусев<sup>1,2,3</sup>, А.А. Скоркина<sup>2,3</sup>, Д.В. Чебров<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006;

<sup>2</sup>Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН»,  
Петропавловск-Камчатский, 683006;

<sup>3</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, 123242;  
e-mail: anna@emsd.ru

Описана методика массового определения очаговых спектров землетрясений Восточной Камчатки с  $M_w = 3-6$ . Применена многополосная фильтрация записей (12 полос с осевыми частотами от 0.25 до 40 Гц), затем оценены амплитудные спектры  $S$ -волн и среднеквадратические амплитуды кода-волн. По этим данным определены два варианта спектральной моментной магнитуды  $M_w(f)$ ; последняя жестко связана со спектром скорости изменения сейсмического момента. Для выполнения абсолютной калибровки учтены поглощение  $S$ -волн, поправка за разницу в импедансах в очаге и под станцией и спектральные станционные поправки. По записям сотен землетрясений (от двух до восьми станций) определены спектральные параметры — моментная магнитуда  $M_w$ , и три характерные (корнер-) частоты  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ . Установлено следующее: обычно  $f_{c2}$  заметно выше  $f_{c1}$ ; для основной части событий присутствует  $f_{c3}$ , или « $f_{\max}$  очагового происхождения», для  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  скейлинг существенно отличается от ожидаемого в предположении подобия очагов.

*Ключевые слова:* землетрясение, очаговый спектр, сейсмический момент, моментная магнитуда, Камчатка.

### ВВЕДЕНИЕ

Исследование спектральных свойств очаговых спектров землетрясений представляет большой интерес. В частности, знание характеристик скейлинга (обобщенного подобия) для совокупностей очагов землетрясений дает важную информацию о пространственно-временной структуре очагового процесса. Знание свойств спектров важно для моделирования сильных движений грунта. В настоящее время при таком моделировании в качестве основы продолжает использоваться общепринятая, но устаревшая модель очагового спектра землетрясения — «модель омега-квадрат» (Аки, 1967; Brune, 1970). Продолжается активная дискуссия (Anderson, Hough, 1984; Gusev, 1983, 2013; Hanks, 1982; Purvance, Anderson, 2003) о реальности или нарушении скейлинга спектров в рамках этой модели, несмотря на все накапливающийся массив фактов, говорящий о необходимости ее принципиальной ревизии.

Начатое на Камчатке в 2006–2010 гг. развертывание сейсмической сети цифровых приборов (Чебров и др., 2013) впервые дало возможность проводить исследования, используя в качестве исходного материала записи камчатских землетрясений. Важнейший параметр землетрясения, который оценивается в процессе определения очаговых спектров, — скалярный сейсмический момент  $M_0$ , значение которого можно преобразовать в оценку моментной магнитуды  $M_w$ . Такие оценки — основа современной магнитудной классификации землетрясений. Значение  $M_0$  определяется низкочастотным (НЧ) уровнем очагового спектра, однако интерес представляет оценка спектра в целом и его параметризация.

Очаговый спектр землетрясения, задающий излучение очага, определяется через амплитудный спектр,  $|M_0(f)|$ , от временной функции  $\dot{M}_0(t)$  — скорости изменения сейсмического момента, или «очаговый спектр смещения» (ОСС). В большинстве работ по изучению очаговых спектров землетрясений умеренной силы

спектр принимается по модели Бруна (Brune, 1970) в виде

$$|\dot{M}_0(f)| = \frac{M_0}{1 + (f/f_c)^2}, \quad (1)$$

где  $f_c$  — параметр «корнер-частота» (частота верхнего среза ОСС), а  $M_0$  — скалярный сейсмический момент, упомянутый ранее. Через  $M_0$  определяется моментная магнитуда согласно формуле (Kanamori, 1977):

$$M_w = 2/3 (\lg M_0 [\text{Н} \cdot \text{м}] - 9.1). \quad (2)$$

Спектр ускорения движения грунта вдали от очага пропорционален  $|\ddot{M}(f)|$ , и может быть записан в случае (1) как

$$A_0(f) \sim |\ddot{M}(f)| = \frac{(2\pi f)^2 M_0}{1 + (f/f_c)^2}. \quad (3)$$

Функцию  $|\ddot{M}(f)|$  называют «очаговым спектром ускорения» (ОСУ). При  $f \gg f_c$ , в предположении справедливости (3),  $A_0(f)$  почти не зависит от  $f$ ; так появляется характерная площадка в высокочастотной части очагового спектра ускорения (рис. 1а). В этом случае наблюдаемая верхняя граница спектра,  $f_{\max}$ , порождается только потерями в низкочастотном слое непосредственно под станцией, и условно называется «станционной»  $f_{\max}$  (Anderson, Hough, 1984).

Однако еще в работе (Brune, 1970) отмечено, что упомянутый «основной» изгиб спектра — при  $f = f_c$  — может расщепляться на два, с двумя корнер-частотами, далее обозначаемыми  $f_{c1}$  и  $f_{c2}$ , между которыми имеется участок ОСС с промежуточным трендом, близким к  $f^{-1} \dots -1.5$ , или, для ускорений, участок ОСУ с промежуточным трендом, близким к  $f^{0.5-1}$  (рис. 1б). Корнер-частота  $f_{c2}$ , существенно превышающая  $f_{c1}$ , выделена почти во всех изученных в данной работе спектрах. Кроме того, в большинстве случаев площадка в ОСУ ограничена со стороны высоких частот спадом (Hanks, 1982), положение которого может быть параметризовано через третью корнер-частоту,  $f_{c3}$  (традиционно, но громоздко называемую « $f_{\max}$  очагового происхождения»).

Характер изменения очаговых спектров с изменением магнитуды, то есть масштабирование или скейлинг очаговых спектров, представляет большой интерес и с точки зрения физики очагов, и с точки зрения приложений. Для изучения скейлинга удобно описывать спектр через небольшое число параметров, в качестве которых в данной работе использовали  $M_0$  и характерные частоты  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  (в общем случае,  $f_{ck}$ , где  $k = 1, 2, 3$ ). Простейший и обычный вид скейлинга — это степенная зависимость между параметрами, в нашем случае, вида  $f_{ck} \sim M_0^{\beta_k}$ , где  $\beta_k$  — оценка наклона для тренда  $f_{ck}(M_0)$  (Aki, 1967; Chouet et al., 1978; Kanamori, Anderson, 1975).

Спектры ускорения: очаговые  $\ddot{M}_0(f)$  и на станции  $A(f)$

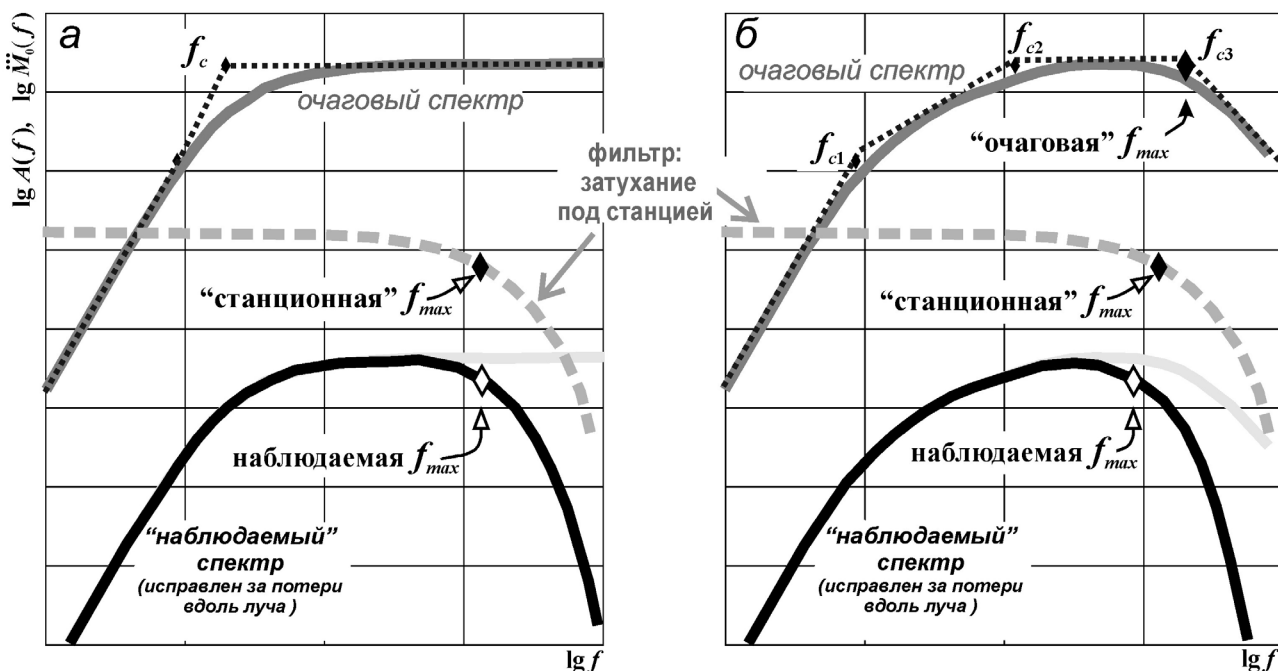


Рис. 1. Схема спектра ускорения в очаге и в приемнике (последний скорректирован за потери на основной части трассы): а — вариант с двумя идентичными корнер-частотами  $f_{c1}$  и  $f_{c2}$ , при этом  $f_{c3}$  располагается вне полосы наблюдений или не существует; б — вариант с тремя разнесенными корнер-частотами  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  — в этом случае ясно видна сложность формирования наблюдаемой  $f_{\max}$  за счет комбинации вклада очага, обозначенного  $f_{c3}$  и вклада среды в виде «станционной»  $f_{\max}$ .

Важная в данной области концепция — это пространственно-временное подобие очагов землетрясений и процессов их формирования. Возможное проявление подобия в нашем случае имеет двойной характер. Во-первых, в силу соображений размерности для совокупности очагов со свойством подобия следует ожидать зависимостей вида  $f_{ck} \sim M_0^{1/3}$ . Во-вторых, для такой совокупности с необходимостью имеет место пропорциональность  $f_{c1} \sim f_{c2} \sim f_{c3}$ . Выполнение или нарушение свойств подобия несет первостепенную по важности информацию о свойствах очагов.

В данной работе основой для определения очаговых спектров являются спектры записей землетрясений, на которых выделяется цуг  $S$ -волн. Для пересчета в очаг спектр  $S$ -волн должен быть скорректирован за неупругие потери и приведен к теоретическому случаю источника в однородной среде с учетом геометрического расхождения и спектральных свойств среды под станцией. К сожалению, необходимый аккуратный учет геометрического расхождения на расстояниях  $> 30$ – $50$  км весьма затруднителен. Поэтому был использован двухшаговый подход. Наблюдаемые спектры сначала были приведены от фактических расстояний  $60$ – $250$  км к опорному расстоянию  $50$  км с использованием эмпирических функций затухания, а затем уже пересчитаны в очаг.

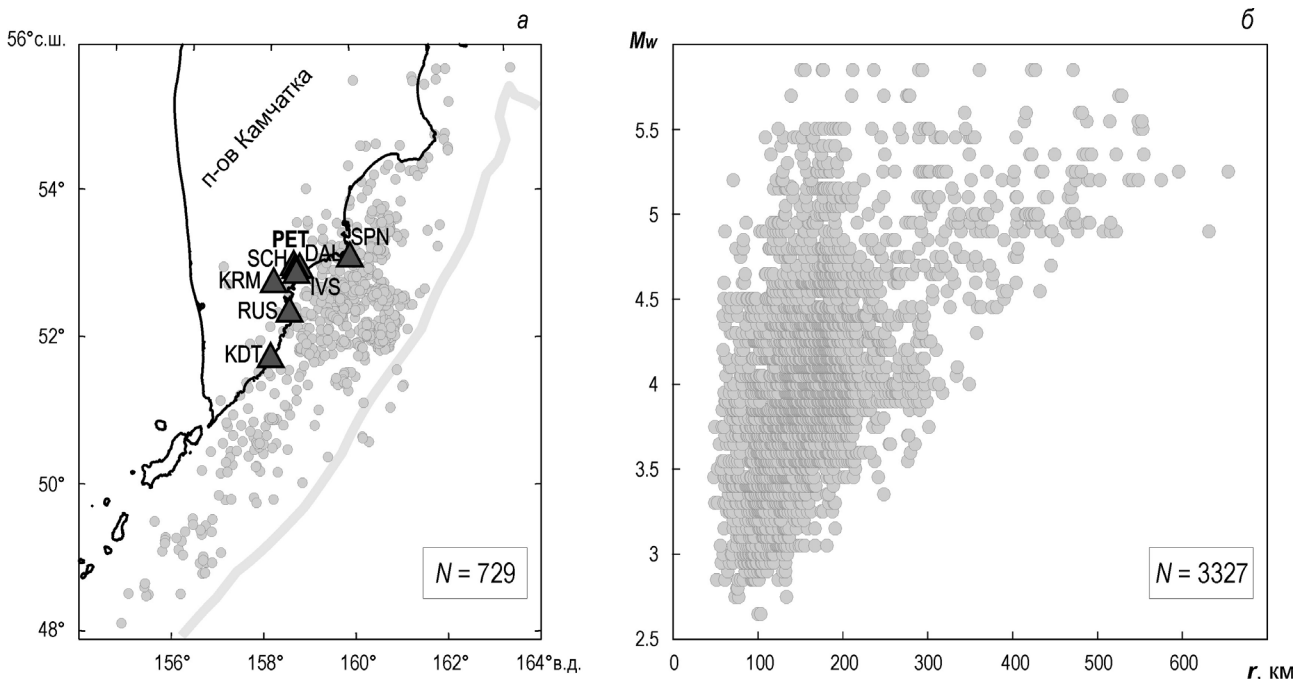
## ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

К подготовленному набору цифровых сейсмограмм (рис. 2) была применена методика

автоматической обработки спектров землетрясений. Для изучения очаговых спектров использовались записи станций (рис. 2а): DAL («Дальний»), IVS («Институт»), KDT («Ходутка»), KRM («Карымшина»), PET («Петропавловск»), RUS («Русская»), SCH («Школа»), SPN («Шипунский») — выбранных по признаку отсутствия заметного осадочного слоя, что делает оценки спектров более устойчивыми (исключение — станция IVS, которую включили в работу, несмотря на наличие осадочного слоя под станцией). Станции оборудованы широкополосными акселерометрами CMG5T и CMG5TD, с частотой опроса  $100$  отсчетов/с. Обработывались землетрясения  $2010$ – $2014$  гг. с магнитудами, в основном, из диапазона  $M = 3$ – $6$  ( $K_{S1,2}^{68} = 7.0$ – $14.5$ ), диапазоном гипоцентральных расстояний —  $45$ – $600$  км (в основном  $75$ – $250$  км) (рис. 2б) и глубинами до  $170$  км. Всего в автоматическом режиме, используя многополосную фильтрацию, обработано  $> 700$  землетрясений, записанных двумя–восемью станциями, что составило  $> 3000$  записей (рис. 2).

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

*Спектры записей.* Первый шаг процедуры определения очаговых спектров — определение спектров  $S$ -волн. Для этого проведено выделение на записях групп  $S$ -волн, участков шума для получения оценок уровня шума и расчета частотно-зависимого отношения сигнал/шум. Далее была проведена оценка уровней амплитудного спектра в каждой из рабочих полос частот. Весь



**Рис. 2.** Расположение станций и эпицентров очагов обработанных землетрясений — а; представление использованных записей на плоскости  $r$ – $M_w$  — б;  $r$  — гипоцентральное расстояние,  $M_w$  определена как  $M_L - 0.40$  (Гусев и др., 2017).

анализ выполнен параллельно для сигналов сейсмических волн на выходе полосовых фильтров, образующих гребенку фильтров с логарифмической сеткой осевых частот: 0.25, 0.40, 0.63, 1.0, 1.6, 2.5, 4.0, 6.3, 10, 16, 25 и 40 Гц (рис. 3). Каждый фильтр имеет полосу пропускания шириной  $2/3$ -октавы, то есть 0.2 ед. десятичного логарифма. Ширина полосы определяется по уровню  $-3$  дБ (или 70.7% по амплитуде) от максимума передаточной функции. Например, для фильтра с осевой частотой 1 Гц, частоты среза располагаются при 0.8 и 1.25 Гц. Использование полос шириной  $2/3$  октавы обеспечивает приемлемый компромисс между детальностью спектральных оценок и их статистической устойчивостью.

После фильтрации для каждой полосы с записи снимали амплитудные параметры: среднеквадратическую амплитуду шума в окне 60 с до вступления  $P$ -волны; интеграл от квадрата скорости по окну  $S$ -волны (далее в работе этот тип данных называется «энергия»  $S$ -волн ( $\int V^2 dt$ ) и обозначается как  $ES$ ) и среднеквадратическую амплитуду коды в удобном для измерения окне, которую немедленно пересчитывали в приведенную амплитуду коды,  $A_{c100}$ , на запаздывании 100 с от времени в очаге с использованием стандартных огибающих коды для каждой полосы частот (Чебров, Гусев, 2015), этот тип данных далее обозначается  $CS$ .

В силу равенства Парсеваля полученный интеграл по времени от текущего квадрата скорости  $S$ -волн на выходе фильтра может быть пересчитан в интеграл по полосе частот от квадрата амплитудного спектра сигнала. Таким образом, получается оценка амплитудного спектра сигнала в пределах рабочей полосы фильтра. Для законности такого пересчета необходимо использовать предположение о гладкости амплитудного спектра в пределах полосы фильтра. Это предположение принимается без доказательства, поскольку до сих пор не обнаружено указаний на формирование в очаговых спектрах землетрясений выраженных пиков или провалов. Оценки из зашумленных полос отбрасывали; в качестве порогового отношения сигнал/шум приняли 2.

В предварительном исследовании (Гусев, Гусева, 2014) было обнаружено, что выбор индивидуального временного окна для выделения  $S$ -волн на каждой записи не дает заметных преимуществ по сравнению с автоматическим выбором по определенной схеме. Как показано в работе (Petukhin, Gusev, 2003), в условиях Камчатки волновой пакет  $S$ -волн за счет эффектов рассеяния растягивается на период времени, пропорциональный времени пробега. Отметим, что это справедливо только для низких и умеренных магнитуд, для которых и вели исследование; начиная с  $M_w = 6.5-7$ , в длительность волнового

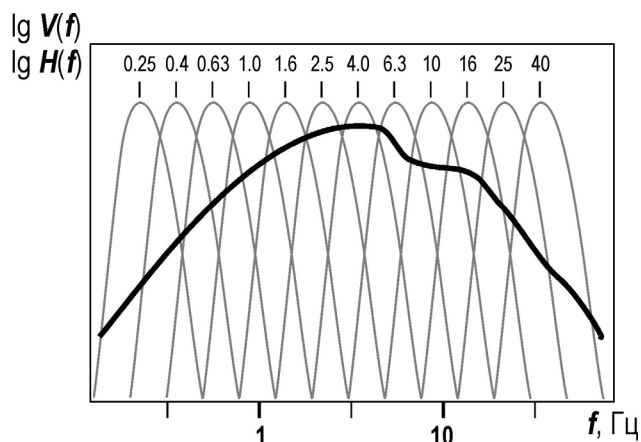


Рис. 3. Схема формирования полосовых сигналов из широкополосной записи. Жирная линия — спектр сигнала  $S$ -волны, тонкие линии — передаточные функции фильтров.

пакета начинает вносить свой вклад очаговая длительность. Поэтому интегрирование было проведено в пределах окна  $[1.0-1.8] \cdot t_s$ , где  $t_s$  — это время пробега  $S$ -волн.

**Функции затухания («калибровочные кривые»).** Переход от наблюдаемого спектра к условному спектру на относительно небольшом расстоянии —  $r_{np}$  был выполнен на эмпирической основе. Выбор  $r_{np}$  определялся компромиссом. С одной стороны,  $r_{np}$  должен находиться в пределах уверенного определения калибровочной кривой, что возможно только на расстояниях  $>50$  км из-за свойств пространственного распределения сейсмичности. С другой стороны, значение  $r_{np}$  должно быть как можно меньше, чтобы снизить искажения за счет возможных ошибок в принятой модели затухания. С учетом этих факторов было принято  $r_{np} = 50$  км.

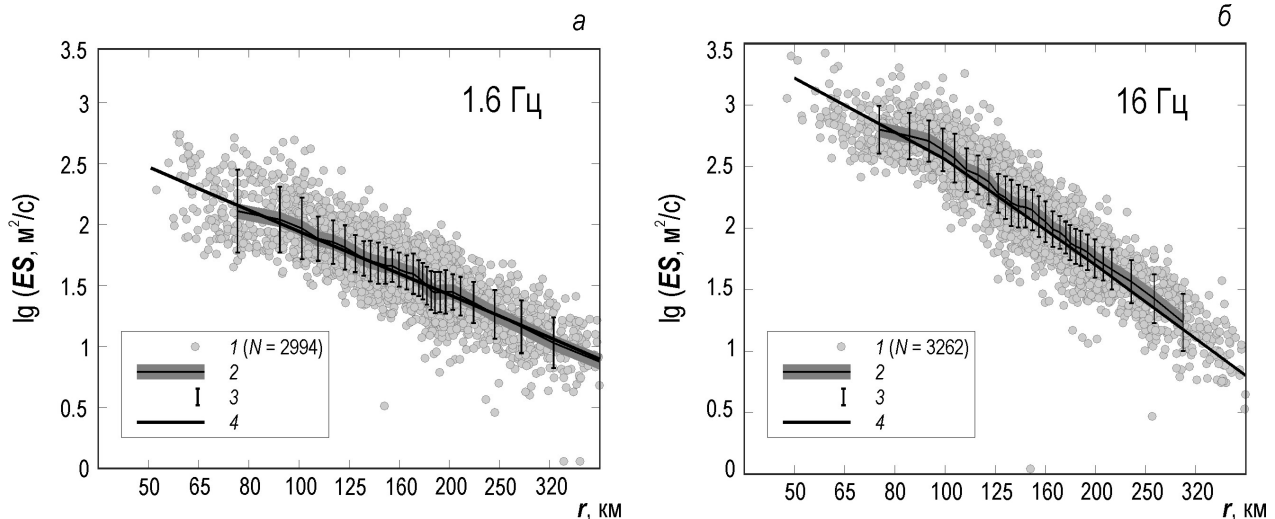
Для приведения спектров к расстоянию 50 км, требуется заранее определить средние функции спада уровней амплитудного спектра  $S$ -волн с расстоянием. Для случая пиковых амплитуд подобные функции — это калибровочные кривые, используемые для построения традиционных магнитудных шкал. Следуя Т.Г. Раутян и В.И. Халтурина (Rautian, Khalturin, 1978), в качестве эффективного средства построения эмпирических функций затухания можно использовать нормировку спектров  $S$ -волн к уровню спектра мощности кода-волн на той же записи (точнее, используется (спектр мощности) $^{0.5}$ ). Этот уровень,  $A_{c100}$ , снимается для запаздывания 100 с от времени в очаге. Нередко этот уровень снять затруднительно, но это можно выполнить на другом запаздывании и пересчитать к 100 с с использованием стандартных огибающих. Минимальная ширина окна оценки мощности коды  $[t_1 t_2]$  — 6 с. Значение  $t_1$  задается как  $L_1 t_s$ , где  $L_1$  — частотно-зависимое значение: от  $L_1 = 2.3$  для 0.25 Гц до  $L_1 = 1.7$  для 40 Гц. Выбор  $t_2$



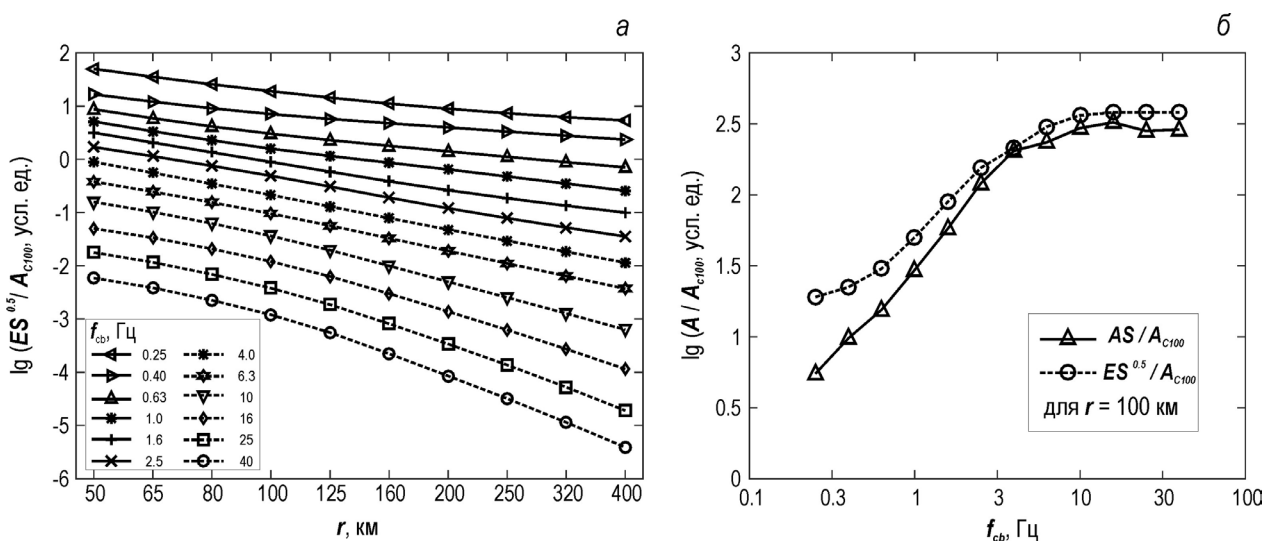
определяется уровнем шума. Размер окна может быть уменьшен при обнаружении вероятных афтершоков, для их отсекаания применили эффективный автоматический алгоритм. Идея алгоритма в использовании того факта, что разброс амплитуд при отсутствии наложения афтершоков весьма устойчив. Поэтому, если фактический разброс в первоначально выделенном окне заметно превышает ожидаемое значение, окно урезается до 70% исходной длины. Эту процедуру применяли до получения удовлетворительного результата, либо данные отбраковывались. Имея нормированные на  $A_{c100}$  уровни спектров  $S$ -волн для многих расстояний, искомую функцию затухания получали осреднением и сглаживанием этих оценок (рис. 4, 5). Сглаживание было проведено бегущим медианным окном (рис. 4а, кривая 2). После этого была выполнена кусочно-

линейная аппроксимация (рис. 4а, кривая 4), которую и использовали при нормировании амплитуд.

Отметим, что полученная функция затухания, будучи безразмерной, не является «плавающей», а имеет четкую привязку по уровню за счет конкретной схемы нормировки (рис. 5б). Это позволяет использовать ее не только по прямому назначению — для пересчета спектров  $S$ -волн от произвольного расстояния к 50 км, но и для оценивания амплитудного спектра  $S$ -волн на 50 км по известному значению  $A_{c100}$ . Таким путем оценки  $A_{c100}$  индивидуального землетрясения могут быть использованы для оценки очагового спектра (типа  $CS$ , по коду  $S$ -волн), что также выполнено. Более традиционные оценки спектра по  $S$ -волнам обозначались  $ES$  (по «энергии»  $S$ -волн).



**Рис. 4.** Нормированная к уровню коды «энергия» поперечных волн как функция гипоцентрального расстояния (1), ее сглаженный вариант (2) с оценкой разброса (3), и результирующая калибровочная функция (4) для энергии поперечных волн в полосах 1.6 Гц (а) и 16 Гц (б).



**Рис. 5.** Примеры найденных функций затухания. Функции затухания для  $S$ -волн, для 12 полос, для параметра  $(ES)^{0.5}$  (то есть («энергия») $^{0.5}$ ) (а); кривые произвольно сдвинуты по вертикали для графической ясности;  $r$  — гипоцентрального расстояния (км);  $f_{cb}$  — центральная частота полосы фильтра. Привязка по уровню для кривых (б), представленных на рисунке «а»; Нулевое значение ординаты соответствует случаю  $A_i = A_{c100}$ .

Пересчет от  $r_{np} = 50$  км в малую окрестность опорной станции (РЕТ). Для такого пересчета нужно принять определенные свойства среды вдоль траектории сейсмического луча. В настоящей работе использовано предположение о геометрическом расхождении по закону  $1/r$ , а кривизна лучей не учитывалась. С использованием функций затухания амплитуд (рис. 5а, калибровочные кривые вида *ES*) были получены оценки  $Q_s(f)$  для осевой частоты полосы в предположении модели объемных волн (геометрическое расхождение по  $1/r$ ). В диапазоне 1.6–40 Гц оценки являются устойчивыми (рис. 6). Однако на частотах ниже 1 Гц данная модель геометрического расхождения ведет к некорректным результатам, причина которых, по-видимому, в наличии на низких частотах заметного вклада поверхностных волн, что отмечалось и ранее (Абубакиров, 2005; Abubakirov, Gusev, 1990). Модель расхождения по  $1/r^{0.5}$  дает более правдоподобные оценки по порядку величины, но точность их очень низкая. При расчете абсолютных уровней спектров было принято, что  $Q_s$  — константа в интервале 0.25–1 Гц (Navskov, Ottemöller, 2010), и присвоено значение  $Q_s$ , полученное для  $f = 1$  Гц.

С учетом оценок потерь и функции затухания, был выполнен дальнейший пересчет спектров записей, полученных на разных расстояниях на определенной станции, и уже приведенных на эмпирической основе к  $r_{np} = 50$  км, к фиксированному небольшому расстоянию  $r_0 = 1$  км. Выбор значения  $r_0$  имеет условный характер и не влияет на конечный результат, малая величина  $r_0$  нужна для того, чтобы далее можно было не учитывать потери. Если бы сейсмическая станция была расположена на поверхности упругого полупространства, результат приведения спектра

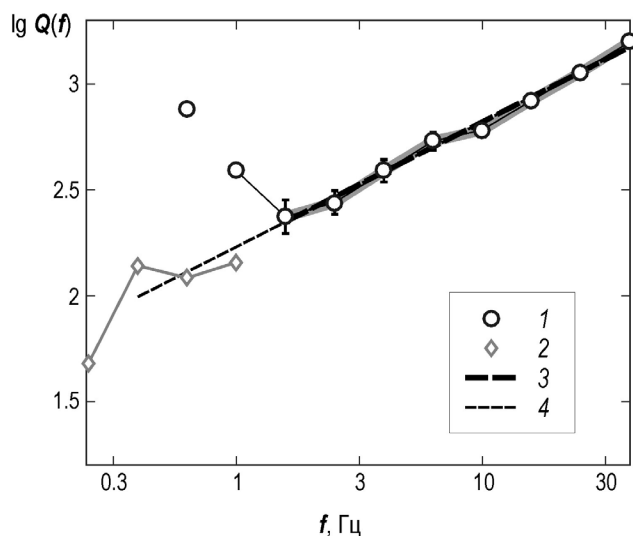


Рис. 6. Эмпирическая зависимость  $Q_s(f)$ , извлеченная из характера спада калибровочных кривых типа *ES* (рис. 5а) в диапазоне  $r = 100$ –200 км: 1 — в предположении объемных волн (геометрическое расхождение  $1/r$ ); 2 — то же, в предположении поверхностных волн ( $1/r^{0.5}$ ); 3 —  $Q_s = 179 f^{0.56}$  — степенная аппроксимация в области 1.6–40 Гц; 4 — ее экстраполяция.

к  $r_0$  можно было бы прямо пересчитывать в очаговый спектр. Для реального случая нужно еще учитывать слоистость геологической среды под станцией. Соответствующие дополнительные поправки будут описаны далее.

Для совместного рассмотрения оценок по набору станций нужно учесть их индивидуальные особенности. Для этого были использованы частотно-зависимые станционные поправки, которые находили экспериментальным путем, сравнивая приведенные к  $r_0 = 1$  км спектры одного и того же события на разных станциях, и усредняя разности спектров по множеству землетрясений (рис. 7). В качестве опорной станции

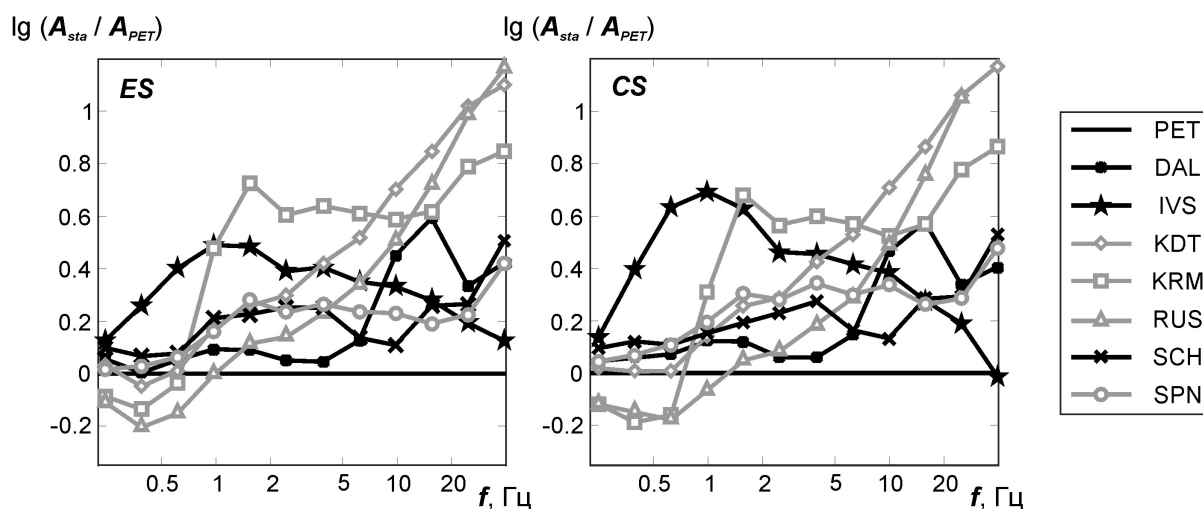


Рис. 7. Станционные аномалии для уровней спектров Фурье индивидуальных станций относительно станции РЕТ по данным многополосной фильтрации. Черными кривыми обозначены станционные поправки для станций Петропавловского куста (станции установлены на территории г. Петропавловск-Камчатский), серыми — для станций, удаленных от города.

при расчете поправок использовали ст. РЕТ (рис. 2а). Аномалии спектральных отношений (рис. 7) со знаком минус использовали как станционные поправки. Хорошо проявлены станционные резонансы (рис. 7) на ст. IVS (при 1–2 Гц) и DAL (при 16 Гц). Точка при 40 Гц относительно менее надежна, так как она близка к частоте Найквиста. Любопытна отрицательная аномалия на ст. RUS и ст. KRM при 0.3–0.6 Гц. Она статистически значима (более удвоенного стандартного отклонения, которое варьирует в диапазоне 0.01–0.1 в зависимости от частоты и станции; так, при  $f=0.4$  Гц для ст. RUS и ст. KRM стандартное отклонение полученных станционных поправок составляет 0.03 и 0.02, соответственно). Наличие такой отрицательной аномалии означает, что на глубинах 2–4 км под этими станциями среда существенно более высокоскоростная по сравнению со ст. РЕТ. Геологические данные согласуются с этим фактом: под ст. KRM и ст. RUS располагается интрузивный массив, более плотный, чем сланцы под ст. РЕТ (Государственная ..., 2000).

*Пересчет спектра от окрестности опорной станции (РЕТ) к условиям очага.* Используя вертикальный разрез скоростей  $S$ -волн и плотности на ст. РЕТ, можно привести спектр от воображаемого очага, удаленного на 1 км от ст. РЕТ, к условиям однородного полупространства со свойствами мантии. Для этой цели было использовано «четверть-волновое приближение» (Booge, 2003), которое учитывает зависимость эффективной акустической жесткости слоистой среды под станцией от частоты, что позволяет аппроксимировать передаточную функцию («импедансная поправка»). Далее, используя полученный стандартный набор коэффициентов (Скоркина, Гусев, 2017), спектр смещения был пересчитан непосредственно в очаговый спектр.

Определенным контролем корректности данной процедуры является получение, хотя бы для части очагов, спектров ожидаемой по модели Бруна (Brune, 1970) площадки на низких частотах, это систематически наблюдается (рис. 8). Полученные на нескольких станциях оценки спектров осреднялись, используя медиану как оценку среднего. Такой прием гарантирует устойчивость оценок относительно изредка возникающих грубых ошибок (робастность), что важно для автоматического алгоритма. Оценки по  $ES$  имеют разброс между сейсмическими станциями ~0.1–0.2 ед. логарифма. Оценки по  $CS$  намного точнее, и согласуются, в основном, в пределах 0.03–0.07 ед. логарифма (рис. 9). Таким образом, достигаемая по виду данных  $CS$  точность определения сейсмического момента составляет ~10–15%, что, по нашему мнению, следует считать неплохим результатом.

Примеры восстановленных по описанной процедуре очаговых спектров смещения показаны на рис. 8. Уровень НЧ площадки в приведенных к полупространству спектрах, в рамках модели Бруна (Brune, 1970), может быть непосредственно пересчитан в оценку сейсмического момента очага  $M_0$ :

$$M_0 = \frac{\Omega_0 4\pi\rho r_0 v_s^3}{0.63 \times 2.0}, \quad (4)$$

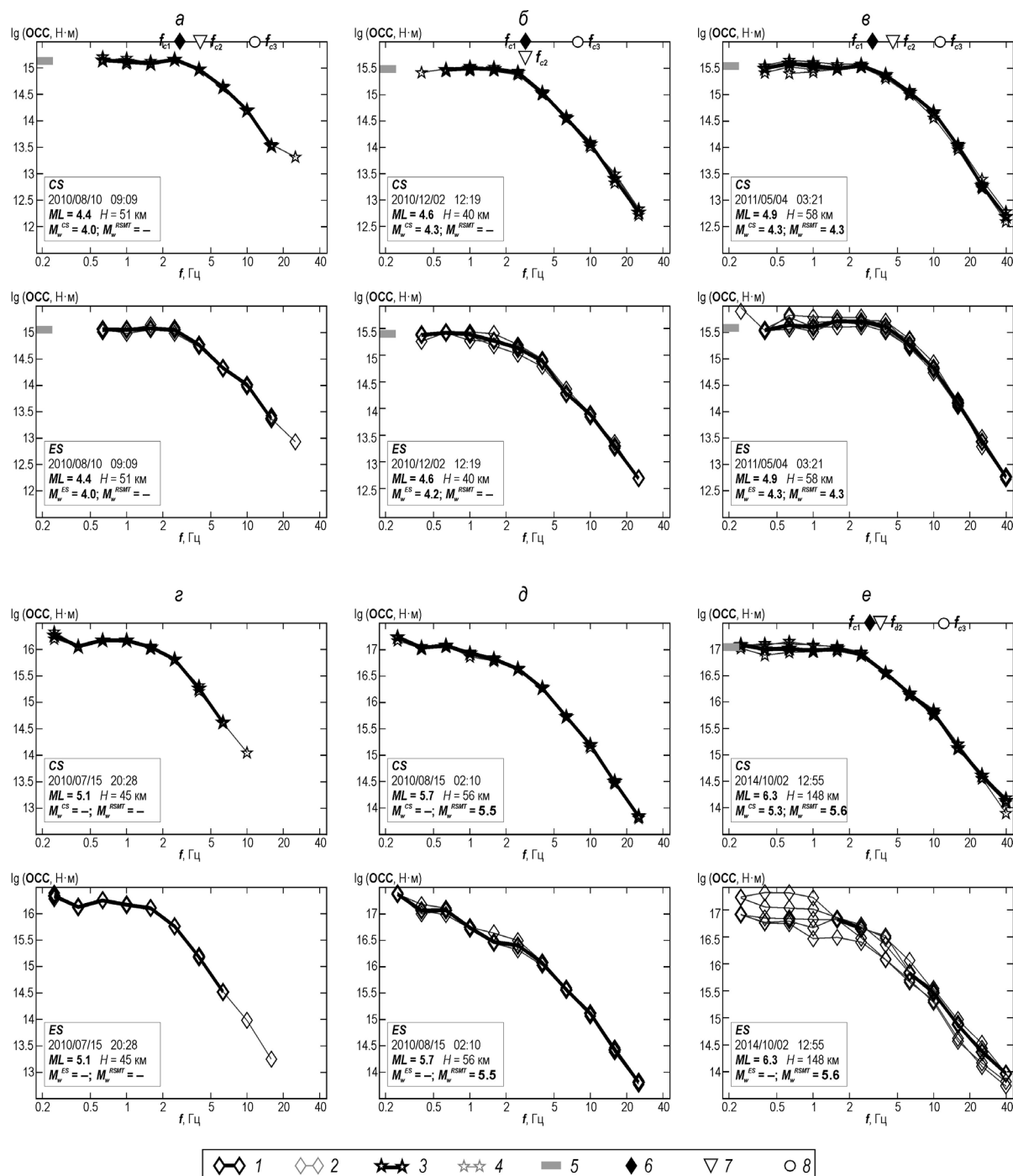
где  $\Omega_0$  — уровень низкочастотной площадки спектра полного вектора смещения  $S$ -волны ( $m \times s$ ), приведенного к условиям однородного упругого полупространства,  $\rho$  — плотность среды ( $г/м^3$ ),  $r_0 = 1000$  м,  $v_s$  — скорость  $S$ -волн ( $м/с$ ), 0.63 — среднеквадратическая по фокальной сфере диаграмма направленности для  $S$ -волн (Booge, Boatwright, 1984) и 2.0 — коэффициент, учитывающий эффект свободной поверхности. В настоящей работе, следуя работе (Гусева и др., 1989), с определенной долей условности были приняты мантийные значения  $\rho = \rho_{оч} = 3300$   $кг/м^3$  и  $v_s = v_{s оч} = 4700$   $м/с$ .

Для оценки уровня НЧ площадки использовано среднее из двух или трех оценок на соседних полосах частот. Описанным путем для ~75% изученных камчатских землетрясений 2010–2014 гг. удалось получить оценки сейсмического момента.

Затем была определена точность полученных оценок  $\lg M_0(f_k)$ . Для оценки разброса для индивидуальной станции были построены гистограммы внутрисетевого разброса (внутренней точности) оценок  $\lg M_0(f_k)^{ES}$  и  $\lg M_0(f_k)^{CS}$  в каждой полосе (рис. 9). На рисунке 9 резко выражен более низкий разброс оценок типа  $CS$  относительно  $ES$ . Оценки разброса типа стандартного отклонения получены как  $\langle \sigma \rangle = 0.74 IQR$ , где  $IQR$  — межквартильный размах. Такой подход был нужен потому, что налицо заметная тенденция к негауссовости (тяжелохвостости) распределения невязок. Оценки типа  $\langle \sigma \rangle$  близки к истинному стандартному отклонению в случае гауссового закона, а при наличии тяжелых хвостов дают полезную оценку разброса. По-видимому, причина тяжелохвостости — существенные вариации степени взаимной согласованности оценок  $\lg M_0(f_k)$  между станциями от события к событию. На гистограммах также присутствуют выбросы при нулевых невязках. Они имеют характер артефактов и появились как результат использования медиан в качестве более устойчивых сетевых средних в условиях наличия выбросов. Использование медиан порождает заметное число искусственных нулевых невязок, возникающих при нечетном объеме небольшой выборки. В силу математики задачи, с ростом частоты и связанным с этим фактом расширением ширины

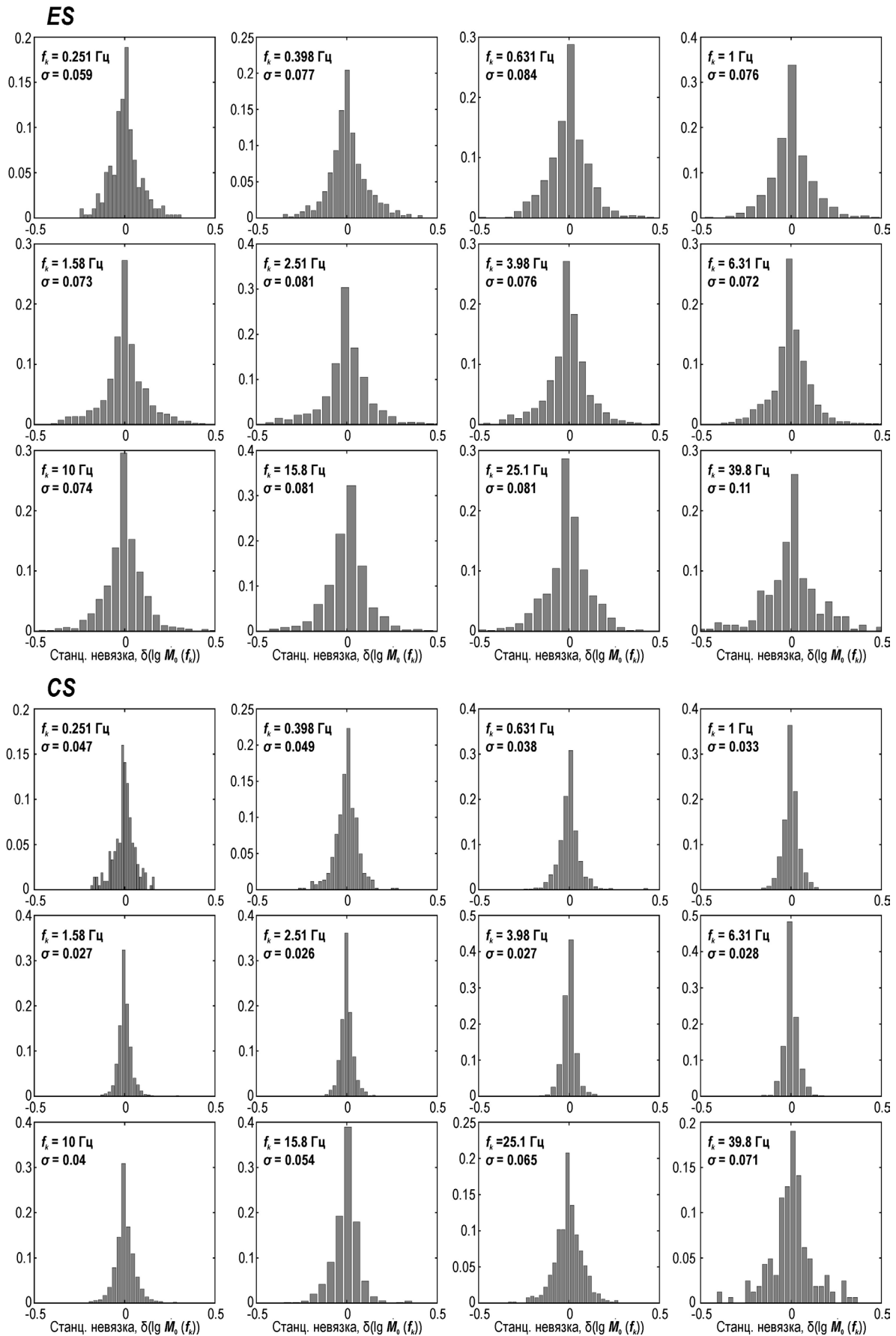
полосы фильтров, чисто статистическая устойчивость оценок сглаженных спектров должна бы автоматически возрастать, однако наблюдения говорят о другом. Для CS заметна генеральная тенденция к нарастанию « $\sigma$ » с ростом частоты от 0.4 до 40 Гц, при наличии плато в диапазоне 1–10 Гц. Этот факт противоречит математиче-

ским прогнозам и поэтому имеет природное происхождение, хотя его причины пока неясны. Нельзя не отметить также, что в полосе 1.5–5 Гц разброс уровня амплитуд коды составляет ~0.027 лог. ед., или < 7%. Это — высокая для сейсмологии точность определения амплитудных параметров очага.



**Рис. 8.** Примеры очаговых спектров смещения в абсолютной шкале (пары спектров а–е): в каждой паре нижний спектр типа ES (1, 2), верхний спектр — CS (3, 4); 1, 3 — медиана по сети станций, с использованием не менее двух станций; 2, 4 — оценки очагового спектра по индивидуальным станциям; 5 — отметка значения  $M_0$ , снятого автоматически. В (г, д, е) представлены спектры землетрясений, для которых площадка на низких частотах надежно не выявлена, и оценки  $M_0$  и  $M_w$  поэтому не получены (получены только «оценки снизу»), либо оценка  $M_0$  и  $M_w$  получена только в одном случае — CS (е). 6, 7, 8 — отметки corner-частот  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ , снятые в автоматической процедуре. В (б) оценки  $f_{c1}$  и  $f_{c2}$  совпали.





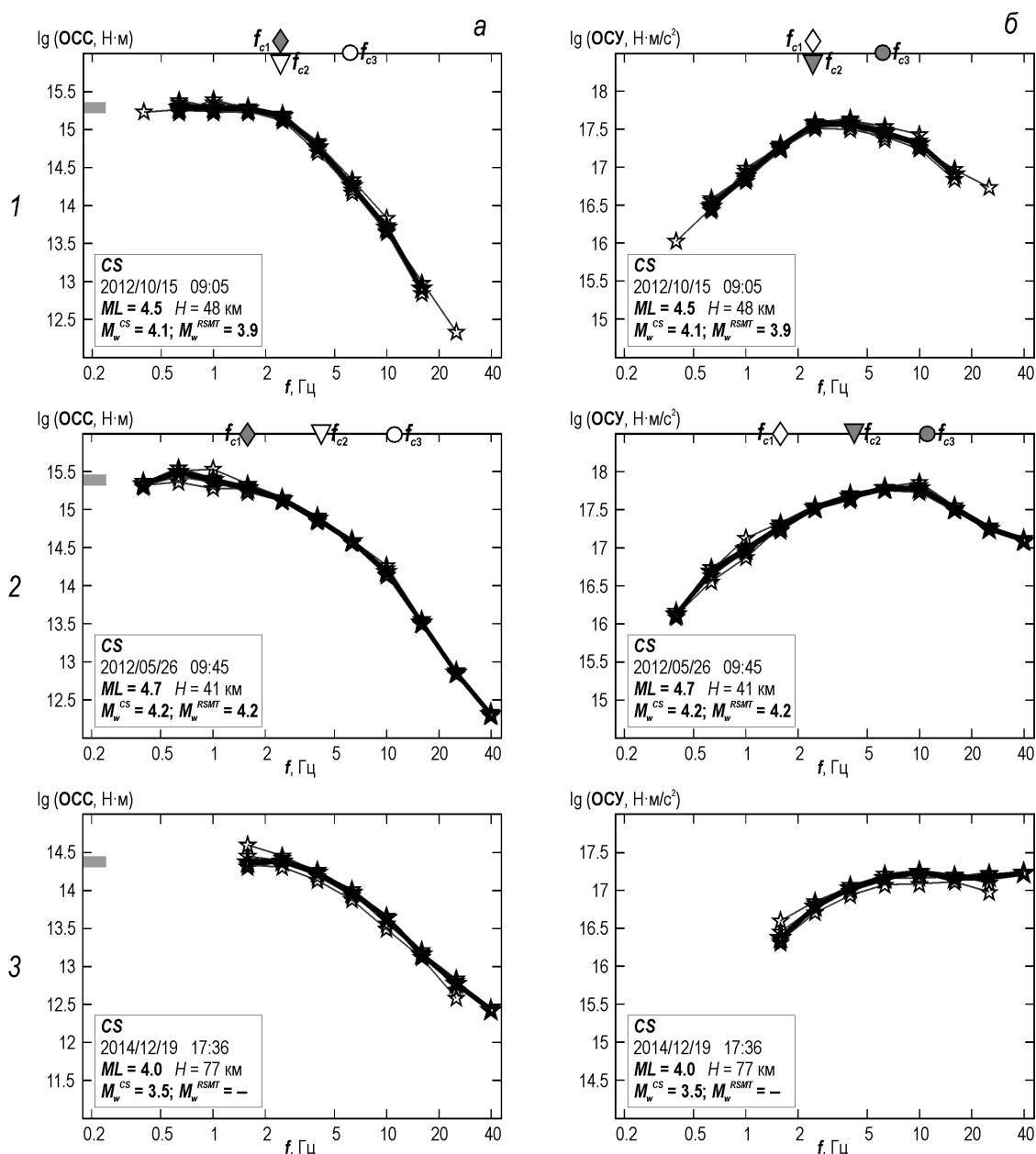
**Рис. 9.** Гистограммы внутрисетевого разброса оценок  $\lg \dot{M}_0(f_k)^{ES}$  и  $\lg \dot{M}_0(f_k)^{CS}$  в каждой полосе частот. Приведены распределения параметра  $\delta_i = \lg \dot{M}_0(f_k)^i \text{ (станция)} - \lg \dot{M}_0(f_k) \text{ (среднесетевое)}$ .

Точность средних оценок  $\lg \dot{M}_0(f_k)$  по сети может быть повышена еще в 3–4 раза при использовании 10–20 станций. Но станции должны быть достаточно разнесены на расстояние  $\geq 40$ –50 км между ними. Простое увеличение числа станций недостаточно, так как при небольшом взаимном удалении станций их невязки становятся коррелированными. Это явление (выявленное в наших данных для пар станций PET-DAL, PET-SCH и PET-IVS), нивелирует выигрыш от простого наращивания числа станций.

Оценки  $M_0^{CS}$  и  $M_0^{ES}$  были пересчитаны в  $M_w^{CS}$  и  $M_w^{ES}$  (рис. 10). Для проверки согласия между оцен-

ками  $M_w^{CS}$  и  $M_w^{ES}$ , полученными по независимым участкам сейсмограмм, было определено средне-квадратическое отклонение разности, которое составляет 0.08. Для очагов на глубинах  $> 80$  км оценка  $M_w$  по коде оказалась систематически ниже ( $\sim 0.07$ ).

**Получение оценок корнер-частот.** Для определения корнер-частот  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  была применена оригинальная автоматическая процедура съема корнер-частот. Было использовано прямое определение корнер-частоты через частоту среза соответствующего спектра относительно избранного опорного уровня. Для снятия  $f_{c1}$ , в



**Рис. 10.** Примеры пар восстановленных очаговых спектров: *a* — очаговый спектр смещения (ОСС или  $|\dot{M}_0(f)|$ ); *б* — очаговый спектр ускорения (ОСУ или  $\ddot{M}(f)$ ). Графики аналогичны представленным на рис. 8. Символ корнер-частоты выделен заливкой серым там, где он определялся:  $f_{c1}$  — на ОСС,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  — на ОСУ. Все спектры — типа *CS* (по коду). *1* — автоматически сняты значения  $M_0$  и всех трех корнер-частот, однако  $f_{c1} = f_{c2}$ ; *2* — все три корнер-частоты различны; *3б* —  $f_{c3}$  не выявляется (спектр ускорения имеет стандартную площадку модели «омега-квадрат»).

качестве опорного уровня был выбран уровень площадки обычного очагового спектра (смещения), а верхний срез снимался на определенном уровне (–3дБ по мощности, или 70.7% по амплитуде относительно опорного уровня). Для снятия  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  был использован очаговый спектр ускорения. В качестве опорного был принят уровень его максимума в этом спектре, а  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  определены аналогичным образом, соответственно, как частоты среза со стороны низких и высоких частот. Результаты работы такой процедуры показаны на рис. 10.

## ИЗУЧЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ СКЕЙЛИНГА

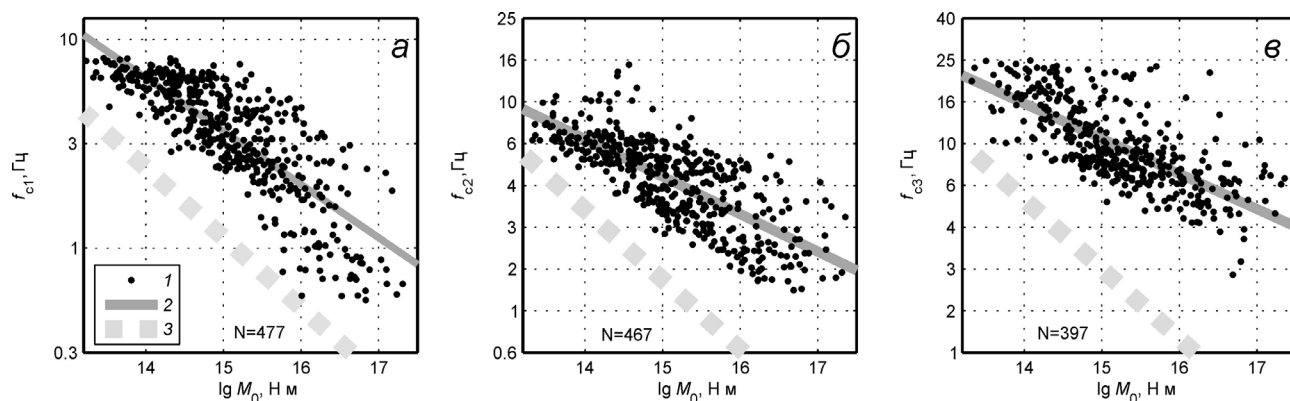
Первичный анализ полученных совокупностей параметров был выполнен регрессионным анализом значений параметров, отображенных в билогарифмическом масштабе. Прямая в этом масштабе соответствует степенному закону, что может указывать на определенный род скейлинга. В качестве независимой переменной для землетрясений был использован  $M_0$ .

Изучение связи корнер-частот с  $M_0$ , проводившееся ранее в работах (Гусев, Гусева, 2014; Скоркина, Гусев, 2017; Gusev, Guseva, 2016), было выполнено снова с использованием большего объема данных по описанной оригинальной методике. В результате было обнаружено, что в очаговых спектрах присутствует несколько корнер-частот:  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ , где спектральный тренд меняется: от  $f^0$  к  $f^{-1}$ , от  $f^{-1}$  к  $f^{-2}$ , и от  $f^{-2}$  к  $f^{-3}$ , соответственно. Частота  $f_{c3}$  (верхний срез очагового спектра ускорений) наблюдается для большей части изученных землетрясений, что является важным фактом, так как само существование  $f_{c3}$  (« $f_{\max}$ » очагового происхождения) не является общепринятым.

Вид закона скейлинга для характерной частоты  $f_{ck}$  выражается как  $\lg f_{ck} = -\beta_k \lg M_0 + \text{const}$ . Обычная гипотеза подобия очагов разного размера (магнитуды), предсказывает значение  $\beta_k = 1/3$ .

Для  $f_{c1}$  наблюдаемый скейлинг по данным ст. РЕТ был в согласии с этой гипотезой:  $\beta_1 \approx 1/3$ . Для  $f_{c2}$  ранее получали  $\beta_2 \approx 0.18$ , что указывало на выраженное нарушение подобия. Для  $f_{c3}$  ранее выявили  $\beta_3 \approx 0.11$ , что еще резче нарушает подобие.

Спектры  $\lg \dot{M}_0(f)$ , полученные многополосной фильтрацией по данным нескольких станций, позволяют получить более объективные оценки  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  за счет использования более точных спектров типа *CS*, за счет усреднения и взаимоконтроля по станциям и за счет автоматизации съема оценок. Оказалось, что качественные выводы, а также частично и оценки предшествующих работ сохраняют силу. Наклоны средних трендов (рис. 11) сопоставимы с результатами (Gusev, Guseva, 2016). Для  $f_{c1}$  наклон обычной регрессии составляет  $\beta_1 = -0.26 \pm 0.01$  (рис. 11а) против прежней оценки –0.30. Оценка точности — формальная и вводит в заблуждение. Хорошо видна неоднородность данных, и так как численные значения зависят от выборки, нельзя сделать вывод ни о реальном отличии новой оценки от старой, ни о существенном отклонении их обеих от значения  $1/3$ , ожидаемого в случае подобия. Для  $f_{c2}$  наклон составляет  $\beta_2 = -0.18 \pm 0.02$  (рис. 11б) против прежней оценки –0.17. В этом случае согласие полное. Для  $f_{c3}$  наклон обычной регрессии составляет  $\beta_3 = -0.17 \pm 0.02$  (рис. 11в) против прежней оценки –0.11. Различие заметное, но при взгляде на график создается впечатление, что основное облако данных имеет наклон, близкий к  $0.10$ – $0.13$ , а более крутой средний наклон — это эффект особой группы данных в левом верхнем углу графика. С учетом значений реальной точности оценок наклона, вывод, сделанный в работах (Гусев, Гусева, 2014; Скоркина, Гусев, 2017; Gusev, Guseva, 2016) о существенном отличии значений  $\beta_2$  и  $\beta_3$  от  $\beta_1$  подтверждается. Можно также уверенно утверждать, что оценки наклонов трендов для  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  существенно отличаются от значения  $1/3$ , предсказываемого гипотезой подобия. Подтверждается также сделанный ранее принципиальный



**Рис. 11.** Зависимости от сейсмического момента  $M_0$  для  $f_{c1}$  (а),  $f_{c2}$  (б), и  $f_{c3}$  (в). 1 — индивидуальные оценки, 2 — линии регрессии, проведенные по индивидуальным оценкам (1), 3 — прямая с наклоном, соответствующим гипотезе подобия:  $\lg f_c = 1/3 \lg M_0 + \text{const}$ .

качественный вывод о массовом присутствии третьей корнер-частоты  $f_{c3}$ .

Для более детального изучения совокупности полученных данных была проведена группировка данных по уровню сброшенного напряжения, позволившая выделить две группы близкого объема на основе параметра  $sf = 0.85 - \frac{1}{3}(\lg M_0 - 14)$ : группа «жестких» очагов с  $\lg f_{c1} > sf$  (повышенное сброшенное напряжение), и группа «вялых» очагов с  $\lg f_{c1} < sf$ , в терминологии (Шебалин, 1997). При изучении распределения данных в плане в пределах зоны Заварицкого-Беньоффа (рис. 12), оказалось, что данные двух групп перемешаны без явно выраженных особенностей.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Разработанная и опробованная методика изучения спектральных параметров землетрясений развивает пионерский подход Т.Г. Раутиан и В.И. Халтурина (Rautian, Khalturin, 1978) которые в массовом порядке применили для исследования свойств очагов калибровку по коде и получили ряд важных результатов (Раутиан и др., 1981).

В связи с осуществленным переходом от аналоговой регистрации к цифровой, в настоящей работе появилась возможность использовать интегралы от мгновенной мощности («энергий»)  $S$ -волн в наборе полос вместо пиковых амплитуд  $S$ -волн, что более корректно. Другое усовершенствование методики Т.Г. Раутиан и В.И. Халтурина — оценка очаговых спектров параллельно по  $S$ -волнам и коде, что существенно улучшает надежность оценок.

Очаговые спектры по коде с использованием цифровых записей изучались в работе (Mayeda, Walter, 1996) и более поздних работах этой группы (Mayeda, Malagnini, 2009; Mayeda et al., 2005), но эти авторы ограничились только оценками  $M_0$  и  $f_{c1}$ . Ранее в работе (Раутиан и др., 1981) определенное внимание уделялось изучению  $f_{c2}$ , а также был получен некоторый объем данных по  $f_{c3}$ . В данной работе эти параметры ( $M_0$ ,  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ ) изучены более детально.

Из методических достижений отметим создание автоматической процедуры съема тройки корнер-частот, которая в настоящее время не имеет прямых аналогов.

Применяемые до сих пор стандартные автоматические процедуры съема единственной корнер-частоты  $f_c$  дают одно число независимо от того, имеется ли в спектре один излом («single-corner spectrum») или два излома («double-corner spectrum»). Во втором случае такой подход обычно дает оценку, близкую к геометрическому среднему из двух корнер-частот  $f_{c1}$  и  $f_{c2}$ , которая не имеет четкого физического смысла. Поэтому использование подобных подходов в настоящей работе, ориентированной на детальное изучение скейлинга,

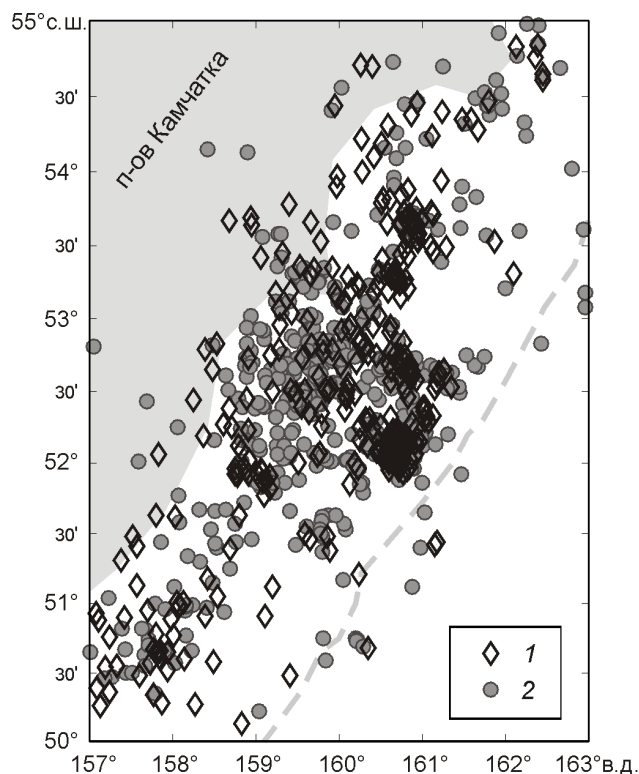


Рис. 12. Расположение в плане эпицентров очагов с разным уровнем сброшенного напряжения: более высоким (1 — «жесткие очаги»), и более низким (2 — «вялые очаги»).

было неприемлемо. Вместо этого был применен подход, при котором как  $f_{c1}$ , так и  $f_{c2}$  определяются независимо друг от друга как соответствующие граничные частоты (частоты среза или отсечки).

Менее принципиальным, но на практике немаловажным нововведением является разработка алгоритма автоматического подавления наложений афтершоков на коду. Без этого компонента надежный автоматический анализ записей коды невозможен.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований разработана методика массового расчета очаговых спектров региональных землетрясений в абсолютной шкале (в Н·м) и связанных с ними спектров моментной магнитуды с использованием гребенки полосовых фильтров. Методика использует информацию об энергиях поперечных волн и амплитудах кода-волн. Расчет опирается на предварительные оценки параметров поглощения поперечных волн в регионе.

Разработаны алгоритмы и методика определения важных спектральных очаговых параметров — сейсмического момента  $M_0$  и трех характерных (корнер-) частот.

Названные методики реализованы в автоматическом режиме и опробованы на сотнях землетрясений региона диапазона магнитуд  $M_w = 3-6$ .



Выявлено наличие в большинстве очаговых спектров землетрясений Восточной Камчатки третьей корнер-частоты  $f_{c3}$ , то есть, в обычной терминологии, « $f_{max}$ » очагового происхождения.

Во многих спектрах обычный излом очагового спектра по модели омега-квадрат расщепляется, и уверенно выделяются первая,  $f_{c1}$ , и вторая,  $f_{c2}$ , корнер-частоты.

При анализе данных о  $M_0$  и корнер-частотах на билогарифмическом графике показано, что характер скейлинга трех корнер-частот различен. Зависимость  $f_{c1}(M_0)$  примерно согласуется с концепцией подобия:

$$\lg f_{c1} = (1/3) \lg M_0 + \text{const},$$

в то время как зависимости для  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ , качественно иные:

$$\lg f_{c2} = (0.16-0.19) \lg M_0 + \text{const},$$

$$\lg f_{c3} = (0.11-0.17) \lg M_0 + \text{const}.$$

Авторы благодарны В.А. Салтыкову, И.Р. Абубакирову и В.А. Рашидову за конструктивные замечания, которые позволили улучшить качество статьи.

Исследование частично выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-17-00621) в Камчатском филиале Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН».

#### Список литературы

- Абубакиров И.Р.* Оценка характеристик затухания поперченных волн в литосфере Камчатки по наблюдениям цифровой широкополосной станции «Петропавловск» // *Физика Земли*. 2005. № 10. С. 46–58.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Южно-Камчатская серия (N-57-XXXIII — Петропавловск-Камчатский, N-57-XXXIII — сопка Мутновская) / Сост. и подгот. к изд. в Камчатской ПСЭ ГГП «Камчатгеология»; ред. Б.А. Марковский. 1:200 000. С-П.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2000.
- Гусев А.А., Гусева Е.М.* Скейлинговые свойства характерных частот очаговых спектров землетрясений Камчатки // *ДАН*. 2014. Т. 458. № 1. С. 88–91.
- Гусев А.А., Скоркина А.А., Павлов В.М. и др.* Получение массовых оценок региональных моментных магнитуд  $M_w$  и установление их связи с  $M_L$  для субдукционных камчатских землетрясений // *Материалы XX региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога*. Петропавловск-Камчатский. ИВиС ДВО РАН. 2017. С. 114–117.
- Гусева Е.М., Гусев А.А., Оскорбин Л.С.* Пакет программ для цифровой обработки сейсмических записей и его опробование на примере некоторых записей сильных движений // *Вулканология и сейсмология*. 1989. № 5. С. 35–49.
- Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С. и др.* Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука. 1981. 142 с.
- Скоркина А.А., Гусев А.А.* Определение набора характерных частот очаговых спектров для субдукционных землетрясений Авачинского залива (Камчатка) // *Геология и геофизика*. 2017. № 7. С. 1057–1068.
- Чебров Д.В., Гусев А.А.* Камчатские кривые спада амплитуд коды: первый вариант многополосного комплекта кривых и зависимость амплитуд от эпицентрального расстояния // *Шестнадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. материалов*. Пермь. ГИ УрО РАН. 2015. С. 309–314.
- Чебров В.Н., Дроздин Д.В., Кугаенко Ю.А. и др.* Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // *Вулканология и сейсмология*. 2013. № 1. С. 18–40.
- Шебалин Н.В.* Сильные землетрясения. М.: Изд-во Акад. Горн. Наук. 1997. 542 с.
- Abubakirov I., Gusev A.* Estimation of scattering properties of lithosphere of Kamchatka based on Monte-Carlo simulation of record envelope of a near earthquake // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1990. V. 64. № 1. P. 52–67.
- Aki K.* Scaling law of seismic spectrum // *JGR*. 1967. V. 72. № 4. P. 1217–1231.
- Anderson J.G., Hough S.E.* A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1984. V. 74. № 5. P. 1969–1993.
- Boore D.* Simulation of ground motion using the stochastic method // *Pure and Applied Geophysics*. 2003. V. 160. № 3–4. P. 635–676.
- Boore D., Boatwright J.* Average body-wave radiation coefficients // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1984. V. 74. № 5. P. 1615–1621.
- Brune J.N.* Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // *JGR*. 1970. V. 75. № 26. P. 4997–5009.
- Chouet B., Aki K., Tsujiura M.* Regional variation of the scaling law of earthquake source spectra // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1978. V. 68. № 1. P. 49–79.
- Gusev A.A.* Descriptive statistical model of earthquake source radiation and its application to an estimation of short period strong motion // *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 1983. V. 74. № 3. P. 787–808.
- Gusev A.A.* High-frequency radiation from an earthquake fault: a review and a hypothesis of fractal rupture from geometry // *Pure and Applied Geophysics*. 2013. V. 170. № 1–2. P. 65–93.

- Gusev A.A., Guseva E.M.* Source spectra of near Kamchatka earthquakes: recovering them from S-wave spectra, and determination of scaling for three corner frequencies // *Pure and Applied Geophysics*. 2016. V. 173. № 5. P. 1539–1557.
- Hanks T. f<sub>max</sub>* // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1982. V. 72. № 6A. P. 1867–1879.
- Havskov J., Ottemöller L.* Routine data processing in earthquake seismology. Springer Netherlands. 2010. 347 p.
- Kanamori H.* The energy release in great earthquakes // *JGR*. 1977. V. 82. № 20. P. 2981–2987.
- Kanamori H., Anderson D.L.* Theoretical basis of some empirical relations in seismology // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1975. V. 65. № 5. P. 1073–1095.
- Mayeda K., Malagnini L.* Apparent stress and corner frequency variations if the 1999 Taiwan (Chi-Chi) sequence: evidence for a step-wise increase at  $M_w \sim 5.5$  // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. № 10. L10308.
- Mayeda K., Malagnini L., Phillips W. et al.* 2-D or not 2-D, that is the question: A northern California test // *Geophysical Research Letters*. 2005. V. 32. № 12. L12301.
- Mayeda K., Walter W.R.* Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes // *JGR*. 1996. V. 101. № B5. P. 11195–11208.
- Petukhin A.G., Gusev A.A.* The duration-distance relationship and average envelope shapes of small Kamchatka earthquakes // *Pure and Applied Geophysics*. 2003. V. 160. № 9. P. 1717–1743.
- Purvance M.D., Anderson J.G.* A comprehensive study of the observed spectral decay in strong-motion accelerations recorded in Guerrero, Mexico // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2003. V. 93(2). P. 600–611.
- Rautian T.G., Khalturin V.I.* The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1978. V. 68. № 4. P. 923–948.

## PARAMETERS OF SOURCE SPECTRA OF $M_w = 3-6$ EASTERN KAMCHATKA EARTHQUAKES BASED ON SHEAR WAVE DATA

A.A. Gusev<sup>1,2,3</sup>, A.A. Skorkina<sup>2,3</sup>, D.V. Chebrov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006*

<sup>2</sup>*Kamchatka Branch of Geophysical Survey RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006*

<sup>3</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, 123242*

A new technique for mass determination of source spectra from the shear-wave data is described for the earthquakes of Eastern Kamchatka with  $M_w = 3-6$ . A multi-band filtering is applied (12 bands with their central frequencies from 0.25 to 40 Hz). On this basis we determine: amplitude spectra of S-waves and average rms amplitudes of coda waves, and then two variants of spectral moment magnitude  $M_w(f)$ ; the latter are firmly tied to the spectrum of seismic moment rate. To perform absolute calibration we apply inelastic loss correction, correction for the ratio of the impedances between the source and site, and spectral station corrections. For several hundred earthquakes using 2–8 stations the estimates of following spectral parameters were obtained: moment magnitude  $M_w$ , and three corner-frequencies  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  and  $f_{c3}$ . The key properties of these data are: the common presence of  $f_{c2}$ , distinctly above  $f_{c1}$ ; the presence of  $f_{c3}$ , or «source-controlled  $f_{max}$ », for most events; and clear deviation of scaling behavior of  $f_{c2}$  and  $f_{c3}$  from trends expected in the case of similarity of sources.

*Keywords: earthquake, source spectrum, seismic moment, moment magnitude, Kamchatka.*